

МИНЕРАЛОГИЯ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЕРИДОТИТОВЫХ ГРАНАТОВ С ТВЕРДОФАЗНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ ОКСИДОВ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ЧОМПОЛИНСКОГО ПОЛЯ, ЯКУТИИ

Резвухин Д.И.¹, Николенко Е.И.¹, Зайцева М.В.², Щепетова О.В.¹, Михайленко Д.С.¹, Корсаков А.В.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, *m.rezvukhin@igm.nsc.ru*, *m.rezvukhin@gmail.com*

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Ксеногенный материал кимберлитов и других глубинных пород (лампрофиров, лампроитов) является важным источником информации о составе и строении литосферной мантии древних кратонов. Ксенокристаллы мантийных перидотитовых гранатов (хромистых пиропов), вынесенные глубинными магмами, широко используются в качестве информативного петрологического инструмента, позволяющего определить модальный состав вмещающей породы, провести картирование мантийного разреза, а также установить РТ-параметры мантийных парагенезисов и природу метасоматического обогащения литосферной мантии глубинными флюидами-расплавами [напр., Sobolev et al., 1973; Ryan et al., 1996; Wang et al., 1999; Grütter et al., 2004].

Чомполинское поле располагается в северо-западной части Алданского нагорья на периферии Сибирского кратона. В настоящее время мантийные

парагенезисы под Чомполинским полем изучены недостаточно подробно. Перидотитовые гранаты с твердофазными включениями оксидов широко представлены в концентрате тяжелой фракции лампрофиров Чомполинского поля. В данной работе мы приводим результаты исследования химического состава 51 ксенокристалла граната с минеральными включениями оксидов из двух лампрофировых тел Чомполинского поля: дайки «Алданская» и трубки «Огонек».

Минеральные включения в гранатах представлены фазами-оксидами с высокими содержаниями титана, железа и хрома: рутилом, пикроильменитом, минералами группы кричтонита и хромшпинелидами. Отметим, что похожие включения оксидов были диагностированы ранее в пиропе из лампрофиров и кимберлитов Сибирского кратона [Варламов и др., 1995; Alifirova et al., 2012; Резвухин и др., 2016], а также в пиропе ультрамафической диатремы кластера Гарнет Ридж, Аризона, США [Wang et al., 1999].

Определение химического состава гранатов производилось в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН) на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100 при стандартных параметрах. Редкоэлементный состав гранатов был определен на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции (ЛА) NWR 213 (ESI) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (ЦКП «Геоаналитик»). Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта CaO (мас.%); в качестве внешнего стандарта использовалось стандартное стекло NIST SRM 612.

Ксенокристаллы граната являются хромистыми пиропами и имеют однородный состав в пределах зерна. Гранаты относятся преимущественно к лерцолитовому парагенезису (G9) [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004] (Рис. 1). Содержание CaO варьирует от 3,4 до 7,4 мас.%, Cr_2O_3 – от 1,9 до 6,4 мас.%. $\text{Mg\#} = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ составляет 74–84. Содержание TiO_2 не превышает 0,35 мас.%.

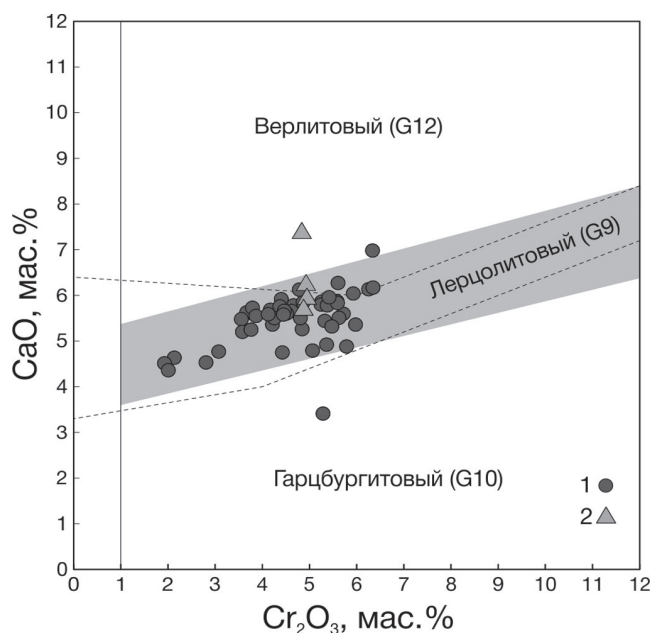


Рис. 1. Состав пиропов с включениями оксидов из лампрофиров Чомполинского поля. 1 – пиропы с нормальными спектрами содержаний РЗЭ, 2 – пиропы с синусоидальными спектрами содержаний РЗЭ. Пунктирными линиями выделены поля гарцбургитового, лерцолитового и верлитового парагенезисов по [Sobolev et al., 1973], сплошными линиями – те же поля по [Grütter et al., 2004]

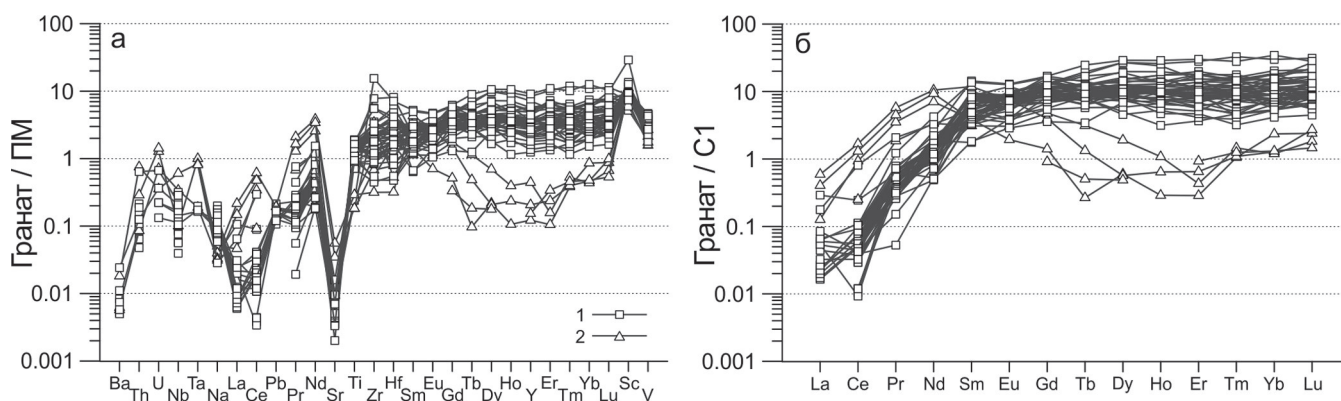


Рис. 2. Мультиэлементные (а) и редкоземельные (б) спектры содержаний элементов в пиропе Чомполинского поля. Нормировка по составу примитивной мантии (а, ПМ) и хондрита (б, C1) [McDonough, Sun, 1995]

Гранаты имеют низкие содержания крупноионных литофильных элементов (Ba, Sr, K), что проявляется в отрицательных аномалиях на мультиэлементных диаграммах (Рис. 2а; К ниже предела обнаружения). Содержания Y варьируют от 5 до 39 ppm; концентрации Zr в основном изменяются в пределах от 2 до 82 ppm, за исключением очень высокого содержания Zr в 162 ppm в одном гранате. Большинство гранатов (47) имеют «нормальные» спектры концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) с постепенным повышением содержания РЗЭ от La к Sm и затем почти горизонтальным участком спектра в области средних и тяжелых РЗЭ на уровне 3-30*хондрит C1 [McDonough, Sun, 1995] (Рис. 2б).

Четыре граната с включениями хромшпинелидов имеют ярко-выраженные синусоидальные спектры (Рис. 2б), отражающие деплетирование гранатов в области средних РЗЭ. Интересно, что все четыре образца с синусоидальными спектрами имеют высокие содержания CaO (5,7-7,4 мас.%) и относятся к лерцолитовому (3) и верлитовому (1) парагенезисам [Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004], хотя синусоидальные спектры обычно характерны для деплетированных гарцбургит-дунитовых гранатов. Изученные гранаты с синусоидальными спектрами имеют очень низкие концентрации TiO_2 (<0,05 мас.%), Na (83-134 ppm) и Y (< 2 ppm). Таким образом, указанные гранаты имеют нехарактерный (аномальный) для лерцолитовых (и верлитовых) гранатов редкоэлементный состав. Пиропы с похожими особенностями состава описаны в ряде мезозойских кимберлитов, хотя встречаются и в палеозойских кимберлитах [Тычков и др., 2008 и ссылки в данной работе]. Пока мы не можем сказать определенно, являются ли описанные 4 граната частью характерного для пиропов Чомполинского поля тренда, или же представляют малочисленную пропорцию гранатов, образовавшихся в специфических условиях.

Содержания Ni в изученных гранатах варьируют в узких пределах от 9 до 16 ppm. Температура равновесия гранатов была определена с помощью термометрии по содержанию Ni гранате [Ryan et al., 1996] и составляет ~640-740 °C. При проекции температурных значений на предполагаемую палеогеотерму в 35 мВт/м² под Чомполинским полем, интервал давлений составляет ~30-40 кбар (~90-120 км). Таким образом, полученные данные подтверждают, что мантийные гранатосодержащие парагенезисы под Чомполинским полем в основном относятся к сравнительно малоглубинным (область стабильности графита) зернистым лерцолитам и являются неалмазоносными или очень слабоалмазоносными [Nikolenko et al., 2017].

В заключение отметим, что хромистые пиропы из лампрофиров Чомполинского поля содержат большое разнообразие первичных твердофазных включений: оксиды, силикаты (оливин, пироксены, водосодержащие амфибол и флогопит), сульфиды, карбонаты, графит, а также полифазные включения [Nikolenko et al., 2017]. Состав включений свидетельствует о высокой активности летучих компонентов (H_2O , CO_2 , серы) во флюиде-расплаве, с участием которого происходило образование пиропов в литосферной мантии под Чомполинским полем. В этом отношении пиропы лампрофиров Чомполинского поля близки к пиропам из ультрамафической диатремы Гарнет Ридж, плато Колорадо, США, для которых также установлено широкое разнообразие минеральных включений [Wang et al., 1999].

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0006. М.В. Зайцева благодарит за финансовую поддержку Российский научный фонд (грант № 16-17-10283).

ЛИТЕРАТУРА

1. Варламов Д.А., Гаранин В.К., Костровицкий С.И. Экзотические высокотитанистые минералы как включения в гранатах из нижнекоровых и мантийных ксенолитов // ДАН. 1995. Т. 345. № 3. С. 364-366.
2. Резвухин Д. И., Мальковец В. Г., Шарыгин И. С., Кузьмин Д. В., Гибшер А. А., Литасов К. Д., Похиленко Н. П., Соболев Н. В. Включения минералов группы кричтонита в пиробах из кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 466. № 6. С. 714-717.
3. Тычков Н., Похиленко Н., Кулигин С., Малыгина Е. Особенности состава и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 302-318.
4. Alifirova T. A., Pokhilenko L. N., Ovchinnikov Y. I., Donnelly C. L., Riches A. J. V., Taylor L. A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // International Geology Review. 2012. V. 54. № 9. P. 1071-1092.
5. Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841-857.
6. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.
7. Nikolenko E.I., Sharygin I.S., Alifirova T.A., Korsakov A.V., Zelenovskiy P.S., Shur V.Ya. Graphite-bearing mineral assemblages in the mantle beneath Central Aldan superterrane of North Asian craton: combined confocal micro-Raman and electron microprobe characterization. // Journal of Raman Spectroscopy. 2017. V. 48(11). P. 1597-1605.
8. Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 5611-5625.
9. Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 39-52.
10. Wang L. J., Essene E. J., Zhang Y. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 164-178.